doi:10.13866/j.azr.2019.02.01

1971—2014 年青藏高原参考蒸散变化及其归因①

汪步惟[1,2]， 张雪芹[1]

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所,中国科学院陆地表层格局与模拟重点实验室,北京 100101;
2. 中国科学院大学,北京 100049)

摘 要: 研究参考蒸散时空变化格局并辨识其驱动因子,是认识区域水文过程及其对气候变化响应的重要途径。基于修正的 FAO 56 Penman-Monteith 公式和青藏高原 75 个台站逐日气象观测资料,分析了 1971—2014 年高原参考蒸散变化的转折特征,并探讨转折前后的年际与季节变化趋势及其主导因素。结果表明:1971—1996 年青藏高原参考蒸散呈急剧下降态势[-27.07 mm·(10a)$^{-1}$],而 1997—2014 年高原参考蒸散增加趋势显著[40.16 mm·(10a)$^{-1}$],尤以 33°N 以南区域最为突出。这与影响参考蒸散变化的气候因子变化趋势的年际转折密切相关。其中,风速变小是 1971—1996 年高原年参考蒸散减少的主要因素,特别是在高原北部;相对湿度降低则极大地促进了 1997—2014 年高原主体(除高原北缘外)参考蒸散的显著增加。此外,从季节上看,春、秋、冬季参考蒸散变化的最大贡献因子由之前的风速减小转变为 1997—2014 年的相对湿度下降;影响高原夏季参考蒸散的主导因子是 1971—1996 年相对湿度的增加,之后则转变为 1997—2014 年日照时数的增加。

关键词: 参考蒸散; 气候因子; 区域差异; 青藏高原

气候持续变暖导致全球水循环加剧[1]。作为水循环过程的重要环节之一,蒸散直接决定了地表和大气间的水汽传输。参考蒸散表示在一定气象条件下水分供应不受限制时某一固定下垫面可能达到的最大蒸散量,这为评价和比较不同气候条件下的蒸散差异提供了一个标准。参考蒸散既是陆面水分平衡和地表能量平衡的主要组成部分,又是估算实际蒸散、评价区域干湿状况和制定水资源管理计划的关键因子[2]。因而,辨识全球变暖背景下影响参考蒸散变化的的主导气候因子,成为区域水文过程研究的重要内容,从而有效指导区域水土配置。

青藏高原平均海拔超过 4 000 m,总面积约 2.5×10^6 km^2,是我国重要的生态安全屏障[3-4]。其感热加热和潜热释放能加剧季风环流,进而影响区域气候系统[5]。在青藏高原气温加速升高[6-7]、风速减小[8]、太阳辐射下降[9-10]等气候变化背景下,高原参考蒸散变化及其归因研究越发受到关注。参考蒸散变化归因的研究方法包括相关分析、去趋势、导数、敏感性系数等。其中,相关分析计算蒸发和气候因子的相关系数[11],或者求取二者的回归方程[12]。相关系数越高,表明气候因子对蒸散变化影响越大。去趋势方法通过评估气候因子的变化趋势来甄选主导因子,去趋势后导致蒸发出现最大差值的因子被视为影响蒸散的主要原因[13-14]。基于导数方法,求得蒸散各气候因子的导数,定量化评价它们对蒸散变化的贡献大小[15-16]。敏感性分析研究气候因子变化引起的蒸散模型输出响应,通过假定其他因子不变,分析单个因子的变化对模型的作用,进而确定敏感性系数[17]。目前,归因方法已被广泛用于分析青藏高原潜在蒸散的影响因子研究。Chen 等[18]研究认为,1961—2000 年促使高原潜在蒸散减少的主要因子是风速和相对湿度;Zhang 等[19]指出,1971—2004 年风速、日照时数减小分别是青藏高原北部、东南部参考蒸散显著下降的主导因子;尹云鹤等[20]认为,风速减小是影响青藏高原年潜在蒸散降低的主要原因;Xie 和 Zhu[21]指出,风速和实际水汽压是该地区参考蒸散下降的主要原因;黄会平等[22]通过主成分分析发现,包括气温和水汽压在内的热力学因子影响参考蒸散,在青藏高原地区呈环形向中心递增;Zhang 等[23]则明晰了青

① **收稿日期:** 2018-07-05; **修订日期:** 2018-10-23
基金项目: 国家自然科学基金项目(41471064);中国科学院战略性先导科技专项(XDA20030203)
作者简介: 汪步惟(1991-),男,硕士,研究方向为气候变化及其影响
通讯作者: 张雪芹. E-mail: zhangxq@igsnrr.ac.cn

藏高原农业区参考蒸散的敏感因子为实际水汽压。值得注意的是,数值天气模式不同于之前的气象站点资料,其数据开始应用于高原参考蒸散研究[24-25]。

以上研究[18-25]多利用 FAO 推荐的 Penman-Monteith 公式分析参考蒸散时空分布特征,同时采用偏相关分析或敏感性系数探讨不同气象要素对参考蒸散变化的影响。但上述研究多选取整个研究时段进行趋势分析,考虑到高原气候变化的突变特征,有必要检测研究时期内的参考蒸散突变,进而分析突变前后不同阶段参考蒸散变化的趋势差异及其原因。本文基于 1971—2014 年青藏高原 75 个气象站点的日值资料,系统分析过去 44 a,特别是突变前后阶段的参考蒸散时空变化特征,重点探讨参考蒸散变化的影响因子及其区域分异规律,为深入揭示全球变暖背景下青藏高原区域水文过程提供科学依据。

1 数据与方法

1.1 气象数据来源

气象数据来源于中国气象数据网(http://data.cma.cn/),包括 1971—2014 年青藏高原及其周边地区 75 个气象站点的日平均气温、最高气温、最低气温、平均相对湿度、降水量、平均风速、气压以及 16 个辐射站点的数据(图 1)。其中,75 个气象站点分布在西藏(22 个)、青海省(23 个)、新疆(5 个)、甘肃省(8 个)、四川省(14 个)、云南省(3 个)。上述站点平均海拔高度为 3 148.2 m,海拔最高、最低的站点分别为安多站(4 800.0 m)、若羌站(887.7 m)。考虑到 1970s 前的站点观测数据完整性较差,本文选取 1971—2014 年的资料。

1.2 研究方法

1.2.1 *FAO Penman-Monteith 方法* 本研究参考蒸散模型,使用了 1998 年 FAO 提出的 Penman-Monteith 最新修正公式,即 FAO Penman-Monteith 模型[2]。计算公式如下:

$$RET=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma\frac{900}{T+273}u_2(e_s-e_a)}{\Delta+\gamma(1+0.34u_2)} \quad (1)$$

式中:R_n 为净辐射($MJ\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$);$G$ 为土壤热通量($MJ\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$);$T$ 为日平均气温(℃);u_2 为 2 m 高度处的风速($m\cdot s^{-1}$);e_s 为饱和水汽压(kPa);e_a 为实际水汽压(kPa);Δ 为饱和水汽压对气温 T 的斜率($kPa\cdot ℃^{-1}$);γ 为湿度计常数($kPa\cdot ℃^{-1}$)。

(1) 太阳辐射校正

太阳辐射通常采用 Angstrom 公式进行校正,其公式如下[2]:

$$R_s=\left(a_s+b_s\frac{n}{N}\right)R_a \quad (2)$$

式中:R_s 为太阳辐射($MJ\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$);$R_a$ 为大气顶辐射($MJ\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$);$a_s$ 为阴天天气($n=0$)大气顶辐射比值,a_s+b_s 为晴天天气大气顶辐射比值;n 为每日日照时数;N 为最大可能日照时数;$\frac{n}{N}$为相对

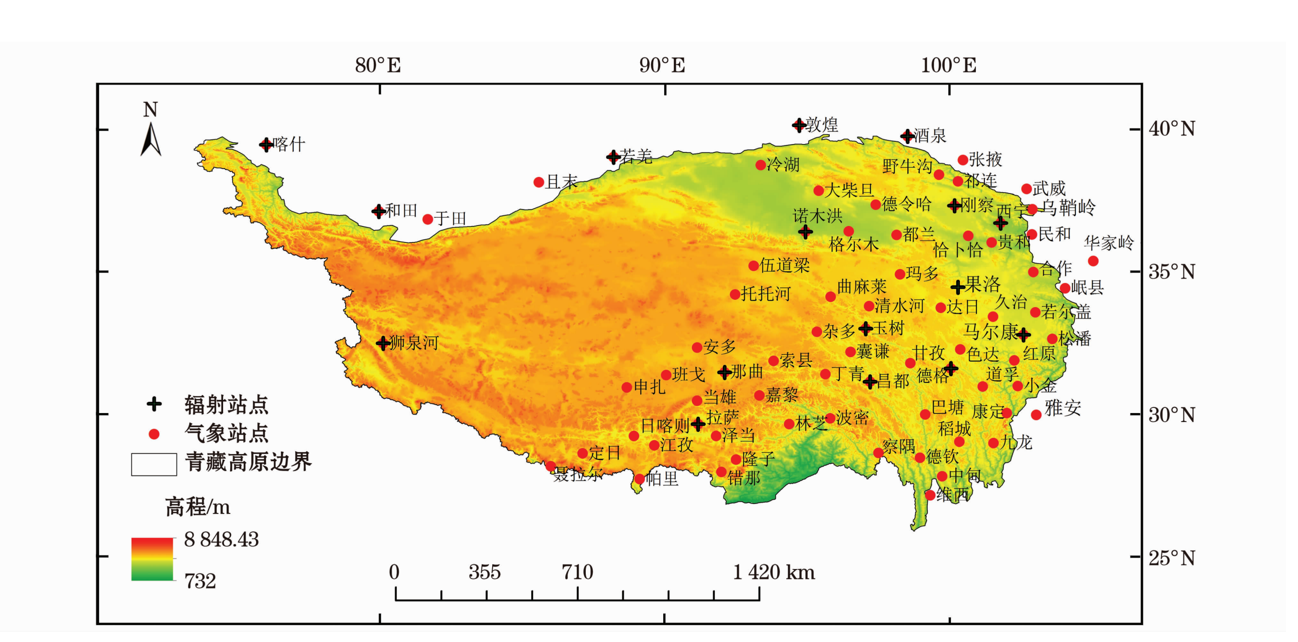


图 1 青藏高原气象站点分布示意图

Fig. 1 Distribution of meteorological stations over the Tibetan Plateau

日照时数。

本文利用青藏高原地区已有 16 个辐射站点观测资料进行回归分析，来确定系数 a_s 和 b_s，并通过 ArcGIS 9.3 克里金（Kriging）方法对整个青藏高原地区进行系数插值，最后提取 75 个气象观测站点的 a_s 和 b_s 系数。

（2）净长波辐射

净长波的计算公式如下[2]：

$$R_{nl} = \sigma\left[\frac{T_{max,k}^4 + T_{min,k}^4}{2}\left(0.34 - \sqrt{e_a}\right)\left(\frac{1.35R_s}{R_{so}} - 0.35\right)\right] \quad (3)$$

式中：σ 为斯提芬－玻尔兹曼常数（4.903×10^{-9} $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1} \cdot K^{-4}$）；$T_{max,k}$是一天中最大绝对温度（K）；$T_{min,k}$是一天中最小绝对温度（K）；$e_a$ 为实际水汽压（kPa）；R_{so}为大气顶太阳辐射，$\frac{R_s}{R_{so}}$是相对短波辐射率。

（3）土壤热通量

土壤热通量利用月平均气温的经验方法进行估算，其公式如下[2]：

$$G_{month,i} = 0.07(T_{month,i+1} - T_{month,i-1}) \quad (4)$$

或者，$T_{month,i+1}$当未知时，

$$G_{month,i} = 0.14(T_{month,i} - T_{month,i-1}) \quad (5)$$

式中：$G_{month,i}$为第 i 月的土壤热通量（$MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$）；$T_{month,i-1}$、$T_{month,i}$、$T_{month,i+1}$依次为第 $i-1$、i、$i+1$ 月的平均气温。

（4）净辐射通量

净辐射通量的计算公式如下[2]：

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} + G \quad (6)$$

式中：R_{ns}为净短波辐射通量（$MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$）；$R_{nl}$为净长波辐射通量（$MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$）；$G$ 为土壤热通量（$MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$）。

1.2.2 统计方法

（1）趋势分析

为分析 1971—2014 年高原各站点参考蒸散、气温、日照时数、风速和相对湿度的线性变化趋势，本文采用线性变化率[26-27]对观测数据 x_i 及相应的时间 t_i 进行处理。线性变化率 b 的最小二乘法估算公式为：

$$b = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i t_i - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)\left(\sum_{i=1}^{n} t_i\right)}{\left(\sum_{i=1}^{n} t_i^2 \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} t_i\right)^2} \quad (7)$$

（2）滑动 t 检验

本文利用滑动 t 检验检测 1971—2014 年高原参考蒸散、气温、日照时数、风速和相对湿度突变及其发生的时间。该检验是通过考察 2 组样本平均值的差值是否显著来检验突变[27]。其基本思想是把一气候序列中两段子序列均值有无显著差异视为来自两个总体均值有无显著差异的问题来检验。如两段子序列均值差异超过一定的显著性水平，可以认为均值发生质变，有突变发生。对具有 2 个样本量的时间序列 x，人为设置某一时刻为基准点，基准点前后两段子序列 x_1 和 x_2 的样本分别为 n_1 和 n_2，两段子序列平均值分别为 $\bar{x}_1$ 和 $\bar{x}_2$，方差分别为 S_1^2 和 S_2^2。定义统计量为：

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{s \cdot \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (8)$$

其中，序列 x 的标准差 s 为：

$$s = \sqrt{\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}} \quad (9)$$

2 结果与分析

2.1 青藏高原参考蒸散变化趋势

2.1.1 参考蒸散空间平均值变化趋势转变 1971—2014 年青藏高原参考蒸散多年平均值为 917.15 mm，波动较强（图 2a），最大值（1 408.29 mm）、最小值（672.61 mm）分别出现在若羌、错那站。

高原参考蒸散累积距平在 1997 年前后由正值转为负值（图 2b），结合高原气候多因子突变分析结果，高原参考蒸散变化趋势在 1997 年前后发生转变。据此，本研究对比分析了趋势突变前后 2 个时段（1971—1996 年和 1997—2014 年）高原参考蒸散变化及其驱动因子的区域差异。1971—1996 年，高原参考蒸散减少趋势显著〔$-27.07\ mm \cdot (10a)^{-1}$〕；1997—2014 年，高原参考蒸散呈现显著的增加趋势〔$40.16\ mm \cdot (10a)^{-1}$〕（图 2a）。

2.1.2 各站点参考蒸散年变化趋势 1971—2014 年青藏高原各站点参考蒸散年变化趋势空间分布不

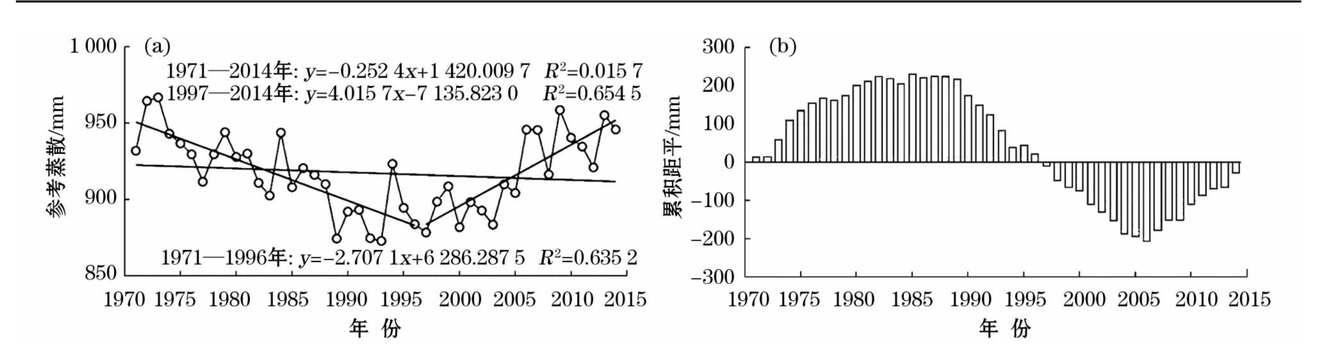


图 2 1971—2014 年青藏高原参考蒸散趋势分析(a)和累积距平(b)

Fig. 2 Trend (a) and cumulative anomaly (b) of annual reference evapotranspiration over the Tibetan Plateau during the period of 1971 - 2014

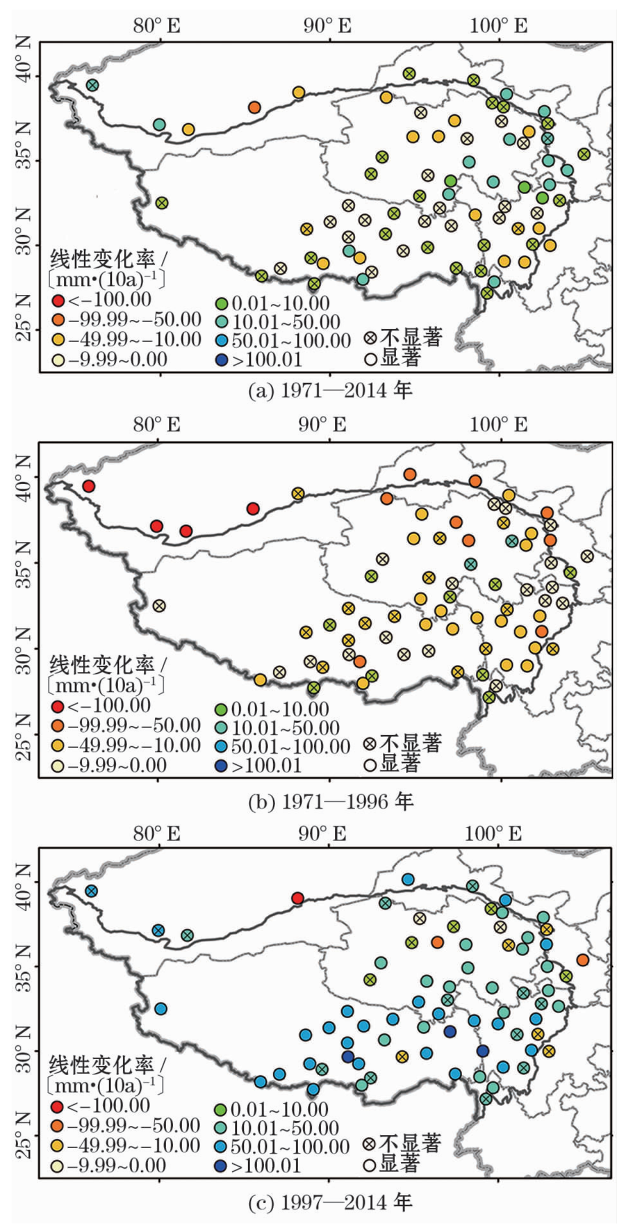


图 3 不同时段青藏高原各站点参考蒸散线性变化趋势

Fig. 3 Linear trends of reference evapotranspiration at the meteorological stations over the Tibetan Plateau during different periods

均匀(图 3a)。75 个站点中,年参考蒸散显著($P<0.05$)减少和增加的气象站点分别为 15、16 个,其线性变化率主要介于 -49.99 ~ -10.00 mm·(10a)$^{-1}$、10.01 ~ 50.00 mm·(10a)$^{-1}$之间;年参考蒸散显著增加的站点多集中分布在巴颜喀拉山和阿尼玛卿山周边地区。

1971—1996 年高原参考蒸散整体呈减少趋势,有 31 个站点达到显著水平($P<0.05$);其中,线性变化率 < -100.00 mm·(10a)$^{-1}$、-99.99 ~ -50.00 mm·(10a)$^{-1}$、-49.99 ~ -10.00 mm·(10a)$^{-1}$的站点个数比例为 4∶9∶18(图 3b)。

相比之下,1997—2014 年整个高原参考蒸散增加趋势更为一致:显著增加的站点多达 46 个,且其线性变化率普遍超过 50.01 mm·(10a)$^{-1}$,这在青藏高原约 33°N 以南(唐古拉山以南区域)尤为明显(图 3c)。具体来讲,显著增加的站点中,其线性变化率 > 100.01 mm·(10a)$^{-1}$、50.01 ~ 100.00 mm·(10a)$^{-1}$、10.01 ~ 50.00 mm·(10a)$^{-1}$的站点数比例为 3∶24∶19。

2.1.3 各站点参考蒸散季节变化趋势 突变前后,青藏高原各季参考蒸散变化趋势的区域差异均比较显著(图 4)。1971—1996 年春、夏、秋、冬季高原 75 个站点参考蒸散的线性变化率平均值为 -9.18 mm·(10a)$^{-1}$、-9.56 mm·(10a)$^{-1}$、-4.49 mm·(10a)$^{-1}$、-2.60 mm·(10a)$^{-1}$。其中,春、夏季参考蒸散显著减小的区域较为相似,主要分布在昆仑山—阿尔金山—祁连山沿线和横断山脉地区,下降幅度多在 -49.99 ~ -10.00 mm·(10a)$^{-1}$之间(图 4a、4c)。秋季、冬季参考蒸散整体呈减少趋势,显著减少站点个数分别为 20、24,冬季减少幅度相对秋季较弱(图 4e、4g)。

1997—2014年春、夏、秋、冬季高原75个站点

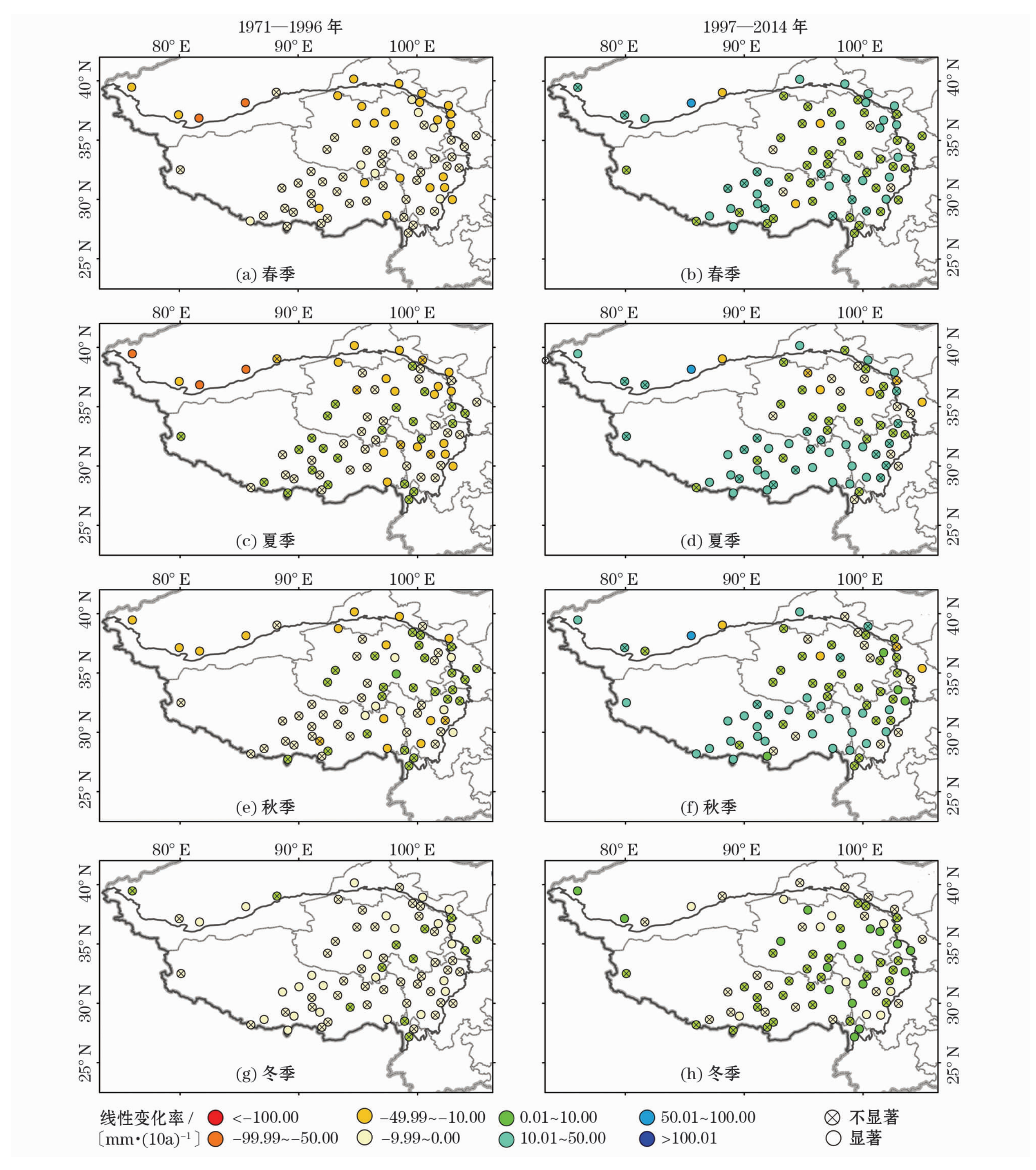


图 4　不同时段不同季节青藏高原站点参考蒸散的线性变化趋势

Fig. 4　Linear trends of seasonal reference evapotranspiration at the meteorological stations over the Tibetan Plateau in different seasons during different periods

参考蒸散的线性变化率平均值分别为 10.52 mm·$(10a)^{-1}$、11.29 mm·$(10a)^{-1}$、7.75 mm·$(10a)^{-1}$、6.84 mm·$(10a)^{-1}$。春季高原参考蒸散呈增加趋势,显著增加区域集中在祁连山(图 4b)。夏、秋季参考蒸散大致在高原 33°N 以南(唐古拉山以南区域)增加趋势突出,增幅普遍在 10.01 ~ 50.00 mm·$(10a)^{-1}$之间(图 4d、4f)。冬季参考蒸散呈上升趋势,但显著增加站点较为分散且增幅较小(图 4h)。

总之,1971—1996 年高原参考蒸散的减少和 1997—2014 年参考蒸散的增加主要表现在春季和夏季。

2.2 青藏高原参考蒸散变化趋势的归因

2.2.1 影响参考蒸散的气候因子变化 影响青藏高原参考蒸散的气候因子变化趋势存在明显的区域差异(图5)。其中,1971—1996年青藏高原平均气温、日照时数的线性变化率为0.15 ℃·(10a)$^{-1}$、−32.79 h·(10a)$^{-1}$。这期间高原气温整体呈现增加趋势(图5a);日照时数下降的站点集中于青藏高原东南部(图5c)。而在1997—2014年,上述要素的线性变化率平均值为0.34 ℃·(10a)$^{-1}$、−4.27 h·(10a)$^{-1}$。这期间高原中南部气温增加显著[普遍高于0.50 ℃·(10a)$^{-1}$],高原北部昆仑山—阿尔金—祁连山附近沿线则呈降温态势,但大部分未通过显著性检验(图5b)。高原中南部增温应该与局地日间云量的急速减少有关[6]。同期,高原33°N以北日照时数减少趋势显著,在藏南谷地附近则有所增加(图5d)。

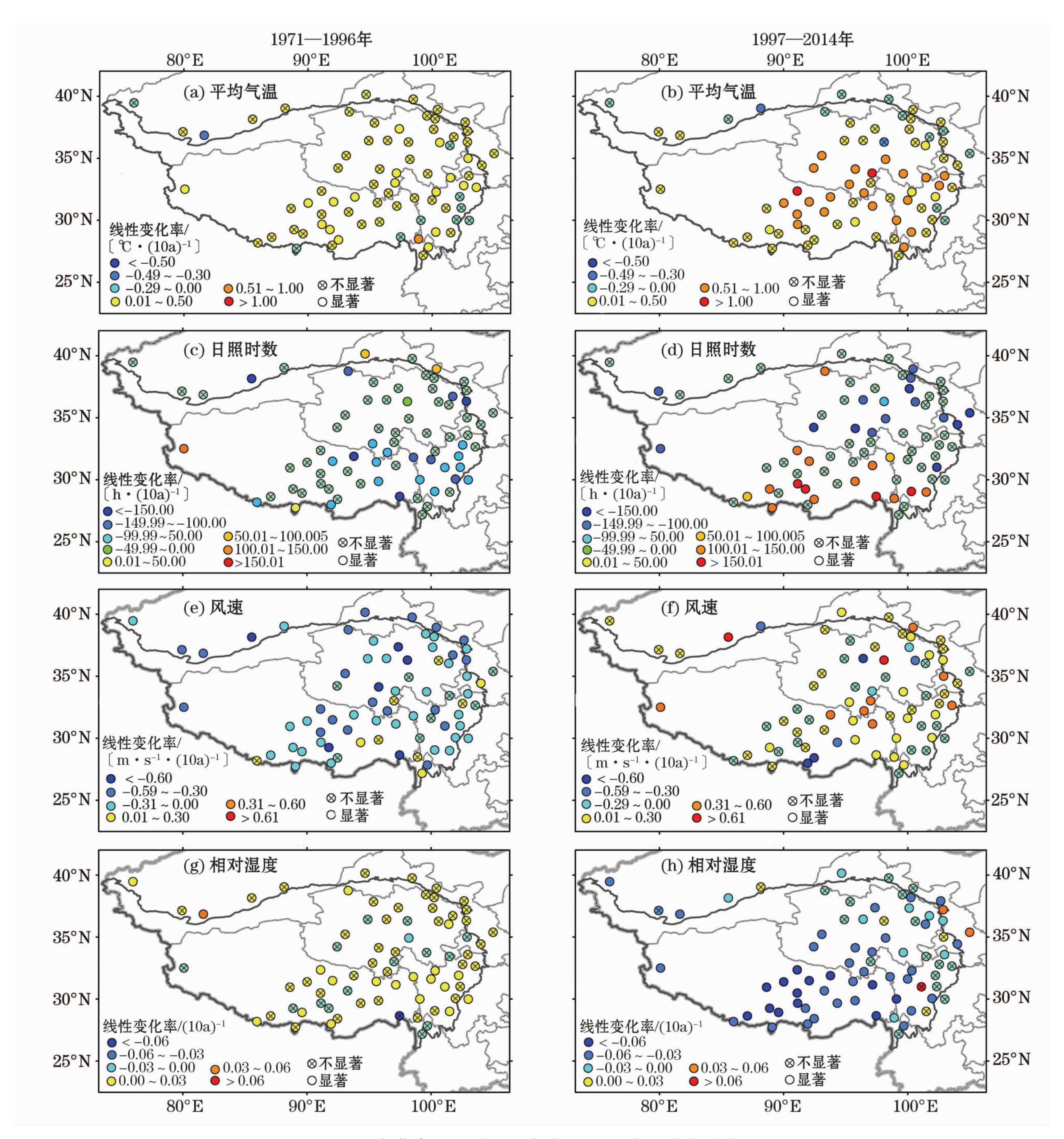


图5 青藏高原不同时段气候因子的线性变化趋势

Fig. 5 Linear trends of climatic factors over the Tibetan Plateau in different periods

1971—1996 年,青藏高原各站点风速、相对湿度的线性变化率平均值分别为 -0.25 m·s⁻¹·(10a)⁻¹、0.01·(10a)⁻¹。该阶段高原整体风速下降显著,在高原北部边缘尤为显著(图 5e);相对湿度显著增加区域则主要分布在青藏高原约 33°N 以南(图 5g)。突变后的 1997—2014 年,青藏高原各站点风速、相对湿度的线性变化率平均值为 0.07 m·s⁻¹·(10a)⁻¹和 -0.04·(10a)⁻¹。其中,青藏高原东南部风速上升趋势明显(图 5f),这不同于突变前高原整体风速减小的态势;而相对湿度则在整个青藏高原呈现全面下降趋势,特别是在高原南部雅鲁藏布江中下游区域(图 5h),这与之前相对湿度的增加形成鲜明对比。突变前的风速减小应该是由大气环流减弱[13,28]造成的,而纬向风增强对突变后的风速变大有重要贡献[29]。相对湿度受水汽含量和气温共同控制,高原水汽含量受南亚季风季节性进退造成的水汽输送变化的影响[30],而高原气温变化则受云—辐射反馈作用的控制。

2.2.2 气候因子对参考蒸散的贡献率　青藏高原气候因子(气温、日照时数、风速、相对湿度)对参考蒸散的贡献率存在显著时空分异。突变前(1971—1996 年),75 个站点逐步回归方程 R^2 平均值高达 0.92,显示出拟合优度较高。气候因子的标准化回归系数的绝对值能揭示各气候因子对参考蒸散变化的相对重要性。影响高原参考蒸散的气温、日照时数、风速、相对湿度的标准化回归系数 75 个站点平均值分别为 12.20、15.57、27.12、-15.29(表 1)。可见,风速是影响高原年参考蒸散的关键因子。风速的标准化回归系数绝对值居首位的站点有 35 个(图 6a)。而风速在该时期内普遍减小(图 5e),风速变小促使参考蒸散减少。据此,1971—1996 年,风速减小对高原参考蒸散的急剧下降起决定性作用。日照时数作用次之,其大范围减少(图 5c)导致高原参考蒸散减少。相反,相对湿度的增加(图 5g)则使得高原参考蒸散增加。

突变后(1997—2014 年),75 个站点的逐步回归方程 R^2 平均值高达 0.95;气温、日照时数、风速、相对湿度的标准化回归系数 75 个站点平均值分别为 13.83、14.87、20.57 和 -20.73(表 1)。显然,相对湿度和风速是影响该阶段高原参考蒸散变化格局

表 1　影响青藏高原年和季节参考蒸散的气候因子的标准化回归系数

Tab. 1　Standardized regression coefficients of climatic factors affecting the annual and seasonal reference evapotranspiration over the Tibetan Plateau

	1971—1996 年					1997—2014 年				
	年	春季	夏季	秋季	冬季	年	春季	夏季	秋季	冬季
T	12.20	6.68	5.78	4.11	4.81	13.83	7.53	6.28	4.84	5.14
SD	15.57	5.47	6.30	4.47	1.34	14.87	5.45	10.23	4.24	1.32
U	27.12	8.42	8.61	6.61	6.29	20.57	7.13	6.56	5.27	5.21
RH	-15.29	-6.83	-10.51	-5.44	-6.23	-20.73	-7.71	-7.42	-7.83	-5.58

注:T 表示气温;SD 表示日照时数;U 表示风速;RH 表示相对湿度。下同。

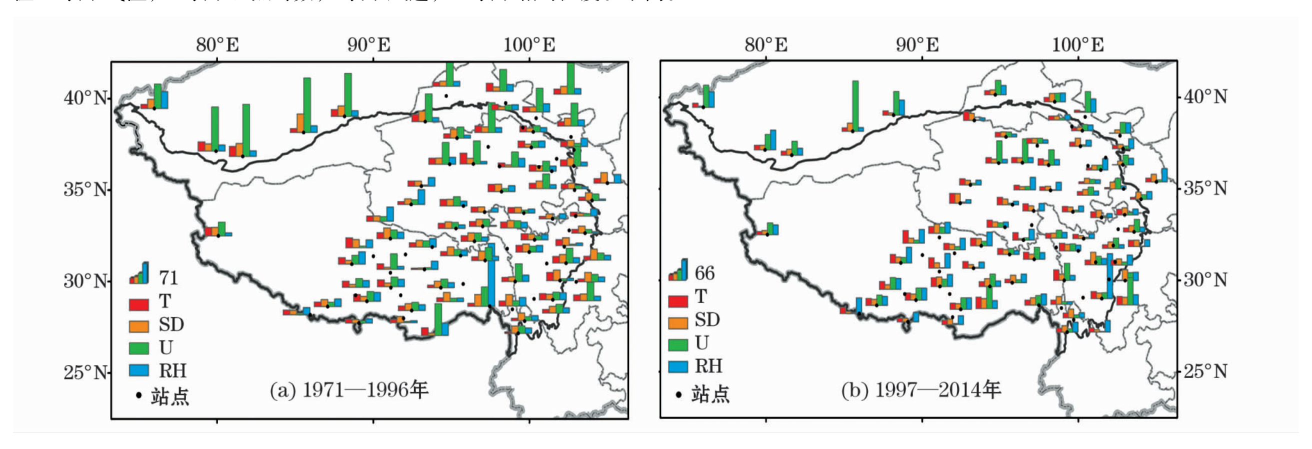


图 6　影响青藏高原年参考蒸散的气温(T)、日照时数(SD)、风速(U)、相对湿度(RH)的标准化回归系数绝对值

Fig. 6　Absolute values of the standardized regression coefficients of annual mean temperature(T), annual mean relative sunshine duration(SD), annual mean 2 m height wind speed(U), and annual mean relative humidity(RH), with annual reference evapotranspiration

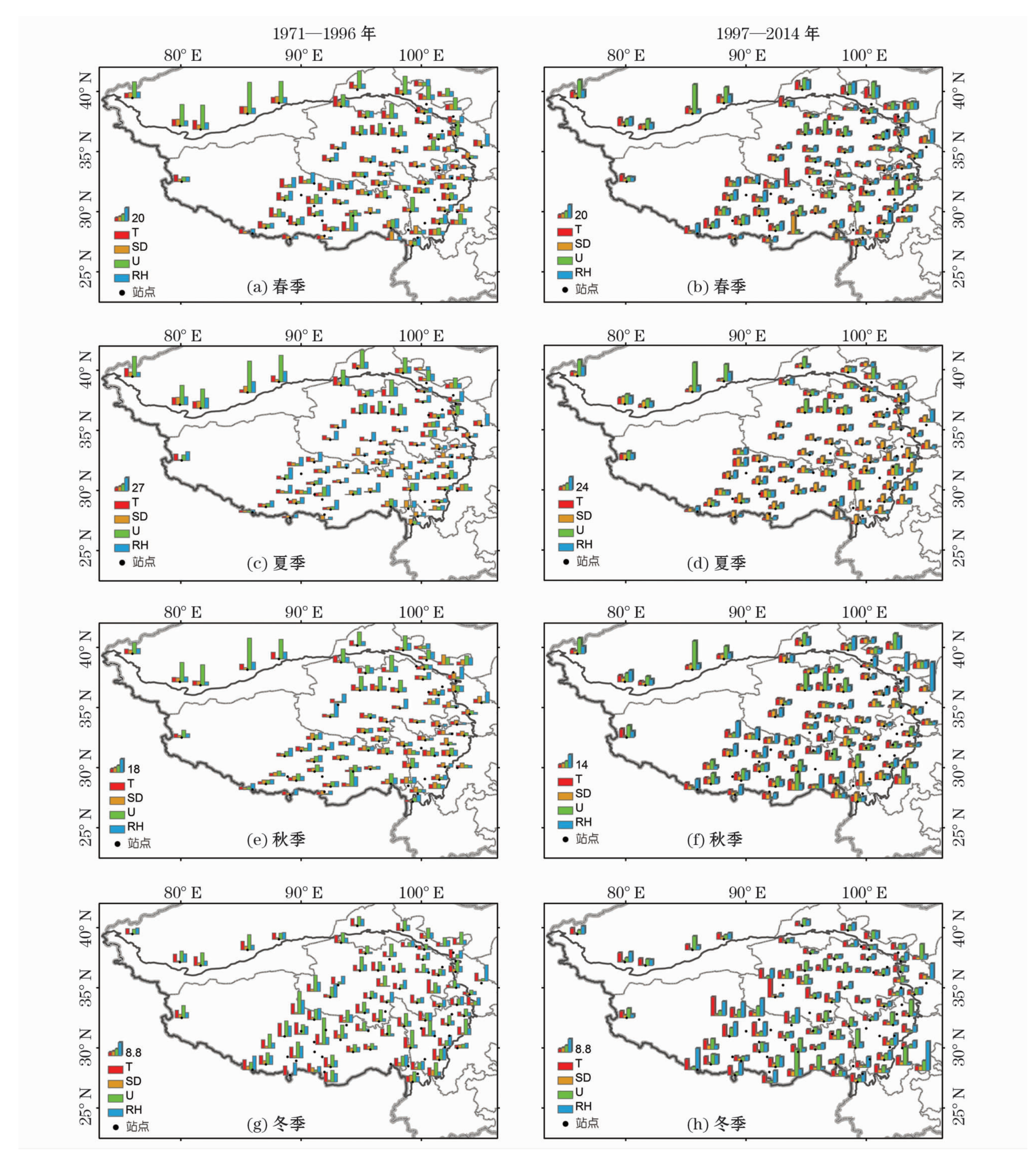


图 7　不同时段影响青藏高原各季节参考蒸散的气温(T)、日照时数(SD)、风速(U)、相对湿度(RH)的标准化回归系数

Fig. 7　Absolute values of the standardized regression coefficients of annual mean temperature(T), annual mean relative sunshine duration(SD), annual mean 2 m height wind speed(U), and annual mean relative humidity(RH), with annual reference evapotranspiration in different periods

的关键气候因子。考虑到 31 个站点相对湿度标准化回归系数绝对值最大(图 6b),再结合相对湿度在这一阶段内普遍变小(图 5h),因此,相对湿度的减小对高原参考蒸散增加的贡献率最大。此外,该阶段风速在高原川滇藏交界处增强(图 5f),使之成为高原参考蒸散增加的第二大贡献因子。

1997 年前后 2 个阶段驱动高原参考蒸散季节变化的气候因子格局发生了明显转型(图 7)。1971—1996 年,春、秋、冬季参考蒸散减少的首要因子为风速的下降,春、秋季风速的影响区域比较相

似,大致在高原约 33°N 以北区域,冬季风速则影响高原主体(表 1,图 7a、7c、7g)。已有研究表明,青藏高原高空南—北气压差显著减弱,造成我国大气环流减弱,进而影响风速降低。此外,气温是影响冬季参考蒸散的重要因子(表 1,图 7g)。夏季影响高原参考蒸散最重要的影响因子为相对湿度的增加,其主导区域为高原主体;其次为风速的减小(表 1,图 7c),特别是高原北部昆仑山—阿尔金山—祁连山沿线附近。

1997—2014 年,春、秋、冬季参考蒸散增加的主导因子为相对湿度的减少,春、秋、冬季影响区域比较相似,其影响范围为高原主体区域;同时,气温上升亦促进了冬季参考蒸散增加(表 1,图 7b、7f、7h)。夏季影响高原参考蒸散最重要的影响因子为日照时数(表 1,图 7d),主要影响区域为除了高原北部少数站点以外的高原主体区域。需要指出的是,青藏高原上空夏季水汽含量和云量直接影响日照时数[26]。

3 结论与讨论

3.1 结论

基于修正的 FAO 56 Penman-Monteith 公式和青藏高原 75 个台站 1971—2014 年逐日气象观测资料,估算了高原 40 a 来的参考蒸散,深入分析了参考蒸散变化趋势的转折特征及发生转折的主要原因。分析揭示了高原参考蒸散在 1997 年发生趋势转变,从之前的下降态势转为显著上升趋势。风速减小是影响 1971—1996 年高原参考蒸散减小的主导因子,风速的主导作用遍布整个高原,在高原北部尤为强烈;相对湿度下降则是导致 1997—2014 年高原参考蒸散增加的最大贡献因子。不同阶段影响青藏高原参考蒸散变化的气候驱动因子存在显著的时空差异。此外,1997 年前后 2 个阶段驱动高原参考蒸散季节变化的气候因子格局发生了明显转型。一方面,1971—1996 年,对春、秋、冬季高原参考蒸散减少的最大影响因子为风速减小,且春、秋季风速影响区域相似,均在高原约 33°N 以北区域,冬季风速则影响高原主体;1997—2014 年,春、秋、冬季参考蒸散增加的最大影响因子为相对湿度的下降,其影响区域主要在高原主体区域。另一方面,影响高原夏季参考蒸散的主导因子由 1971—1996 年相对湿度的增加转变为 1997—2014 年日照时数的增加。

3.2 讨论

对于青藏高原参考蒸散,笔者做出了 1997 年发生趋势转折的推断,与同时期高原各站点蒸发皿蒸发量的时空变化表现出较高的一致性,增幅有所差异[33]。同时,1997 年也是青藏高原变暖向停滞的转折点[6],这说明了高原大气环流系统的动态转折过程。归根结底,参考蒸散的转变全面反映了青藏高原气候系统的内在变化。

1997 年之前,影响青藏高原参考蒸散最关键的气候变量是风速,这与以前的研究结果[18-19,34]一致。亚洲季风系统的减弱有可能是导致青藏高原风速减弱的主要原因[30]。但是,目前已有的研究对其他气象变量的影响作用尚存在分歧。笔者研究认为,相对湿度、日照时数和气温均对高原参考蒸散的减少起着重要的作用。其中,日照时数与太阳辐射关系密切,高原上太阳辐射降低主要是由于水汽含量和深层云层的增加,这反过来又与全球变暖和对流有效势能的增加有关[10],太阳辐射影响高原东南部参考蒸散,这已形成广泛共识[18-19]。此外,青藏高原日最低气温增加显著,而日最高气温增加趋势不显著,这使得日较差减小[34-35]。参考蒸散的变化主要受白天温度影响,所以日平均气温的增加不能简单的说明是参考蒸散增加的原因。相对湿度被认为影响作用甚微[35],然而本文认为,相对湿度可能是影响参考蒸散的重要因子,它的影响机理需要进一步研究。

参考文献(References):

〔1〕 Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources〔J〕. Science, 2006, 313(5 790): 1 068 - 1 072.

〔2〕 Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements〔M〕. Rome: FAO Irrigation and Drainage, 1998: 56.

〔3〕 孙鸿烈,郑度,姚檀栋,等. 青藏高原国家生态安全屏障保护与建设〔J〕. 地理学报, 2012, 67(1): 3 - 12. 〔Sun Honglie, Zheng Du, Yao Tandong, et al. Protection and construction of the national ecological security shelter zone on Tibetan Plateau〔J〕. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(1): 3 - 12.〕

〔4〕 张镱锂,李炳元,郑度. 论青藏高原范围与面积〔J〕. 地理研究, 2002, 21(1): 1 - 8. 〔Zhang Yili, Li Bingyuan, Zheng Du. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China〔J〕. Geographical Research, 2002, 21(1): 1 - 8.〕

〔5〕 Ye D Z, Wu G X. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation〔J〕. Meteorology and Atmospheric Physics, 1998, 67(1): 181 - 198.

〔6〕 Duan A M,Xiao Z X. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau? 〔J〕. Scientific Reports,2015(5):1 – 9.
〔7〕 宋辞,裴韬,周成虎. 1960 年以来青藏高原气温变化研究进展〔J〕. 地理科学进展,2012,31(11):1 503 – 1 509.〔Song Ci,Pei Tao,Zhou Chenghu. Research progresses of surface temperature characteristic change over Tibetan Plateau since 1960〔J〕. Progress in Geography,2012,31(11):1 503 – 1 509.〕
〔8〕 You Q L,Kang S C,Flügel W A,et al. Decreasing wind speed and weakening latitudinal surface pressure gradients in the Tibetan Plateau〔J〕. Climate Research,2010,42(1):57 – 64.
〔9〕 Tang W J,Yang K,Qin J,et al. Solar radiation trend across China in recent decades:A revisit with quality-controlled data〔J〕. Atmospheric Chemistry and Physics,2011,11(1):393 – 406.
〔10〕 Yang K,Ding B H,Qin J,et al. Can aerosol loading explain the solar dimming over the Tibetan Plateau? 〔J〕. Geophysical Research Letters,2012,39(20):1 – 5.
〔11〕 Liu B,Xu M,Henderson M,et al. A spatial analysis of pan evaporation trends in China,1955 – 2000〔J〕. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2004,109(D15102):1 – 9.
〔12〕 Chattopadhyay N,Hulme M. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change〔J〕. Agricultural and Forest Meteorology,1997,87(1):55 – 73.
〔13〕 Rayner D P. Wind run changes:The dominant factor affecting pan evaporation trends in Australia〔J〕. Journal of Climate,2007,20(14):3 379 – 3 394.
〔14〕 Xu C Y,Gong L,Jiang T,et al. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment〔J〕. Journal of Hydrology,2006,327(1):81 – 93.
〔15〕 Roderick M L,Rotstayn L D,Farquhar G D,et al. On the attribution of changing pan evaporation〔J〕. Geophysical Research Letters,2007,34(L17403):1 – 6.
〔16〕 Roderick M L,Hobbins M T,Farquhar G D. Pan evaporation trends and the terrestrial water balance. II. Energy balance and interpretation〔J〕. Geography Compass,2009,3(2):761 – 780.
〔17〕 Gong L B,Xu C Y,Chen D L,et al. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin〔J〕. Journal of Hydrology,2006,329:620 – 629.
〔18〕 Chen S B,Liu Y F,Axel T. Climatic change on the Tibetan Plateau:Potential evapotranspiration trends from 1961 – 2000〔J〕. Climatic Change,2006,76:291 – 319.
〔19〕 Zhang X Q,Ren Y,Yin Z Y,et al. Spatial and temporal variation patterns of reference evapotranspiration across the Qinghai-Tibetan Plateau during 1971 – 2004〔J〕. Journal of Geophysical Research,2009,114(D15):1 – 14.
〔20〕 尹云鹤,吴绍洪,戴尔阜. 1971—2008 年我国潜在蒸散时空演变的归因〔J〕. 科学通报,2010,55(22):2 226 – 2 234.〔Yin Yunhe,Wu Shaohong,Dai Erfu. Determining factors in potential evapotranspiration changes over China in the period 1971 – 2008〔J〕. Chinese Science Bulletin,2010,55(22):2 226 – 2 234.〕
〔21〕 Xie H,Zhu X. Reference evapotranspiration trends and their sensitivity to climatic change on the Tibetan Plateau (1970 – 2009)〔J〕. Hydrological Processes,2013,27(25):3 685 – 3 693.
〔22〕 黄会平,曹明明,宋进喜,等. 1957—2012 年中国参考作物蒸散量时空变化及其影响因子分析〔J〕. 自然资源学报,2015,30(2):315 – 326.〔Huang Huiping,Cao Mingming,Song Jinxi,et al. Temporal and spatial changes of potential evapotranspiration and its influencing factors in China from 1957 to 2012〔J〕. Journal of Natural Rresources,2015,30(2):315 – 326.〕
〔23〕 Zhang C G,Shen Y J,Liu F G,et al. Changes in reference evapotranspiration over an agricultural region in the Qinghai-Tibetan plateau,China〔J〕. Theoretical and Applied Climatology,2016,123(1 – 2):107 – 115.
〔24〕 Wang W G,Xing W Q,Shao Q X,et al. Changes in reference evapotranspiration across the Tibetan Plateau:Observations and future projections based on statistical downscaling〔J〕. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2013,118(10):4 049 – 4 068.
〔25〕 Wang Z L,Xie P W,Lai C G,et al. Spatiotemporal variability of reference evapotranspiration and contributing climatic factors in China during 1961 – 2013〔J〕. Journal of Hydrology,2017,544:97 – 108.
〔26〕 Galton F. Regression towards mediocrity in hereditary stature〔J〕. Royal Anthropological Institute of Great Britain and Ireland,1886,15:246 – 263.
〔27〕 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术〔M〕. 北京:气象出版社,2007.〔Wei Fengying. Statistical Diagnosis and Prediction Technology of Modern Climate〔M〕. Beijng:Meteorological Press,2007.〕
〔28〕 Efroymson M A. Multiple regression analysis〔C〕// Ralston A,Wilf H S. Mathematical Methods for Digital Computers. New York:John Wiley,1960,1:191 – 203.
〔29〕 Snyder R L. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions〔J〕. Journal of Irrigation and Drainage Engineering,1992,118(6):977 – 980.
〔30〕 张志斌,杨莹,张小平,等. 我国西南地区风速变化及其影响因素〔J〕. 生态学报,2014,34(2):471 – 481.〔Zhang Zhibin,Yang Ying,Zhang Xiaoping,et al. Wind speed changes and its influencing factors in Southwestern China〔J〕. Acta Ecologica Sinica,2014,34(2):471 – 481.〕
〔31〕 Wu G X,Liu Y M,He B,et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon〔J〕. Scientific Reports,2012(404):1 – 7.
〔32〕 韩军彩,周顺武,吴萍,等. 青藏高原上空夏季水汽含量的时空分布特征〔J〕. 干旱区研究,2012,29(3):457 – 463.〔Han Juncai,Zhou Shunwu,Wu Ping,et al. Spatial distribution of water vapor content over the Qinghai-Tibetan Plateau in summer〔J〕. Arid Zone Research,2012,29(3):457 – 463.〕
〔33〕 Liu X M,Luo Y Z,Zhang D,et al. Recent changes in pan-evaporation dynamics in China〔J〕. Geophysical Research Letters,2011,

38(13):1－4.

〔34〕 Xie H,Zhu X. Reference evapotranspiration trends and their sensitivity toclimatic change on the Tibetan Plateau (1970－2009)〔J〕. Hydrological Processes,2013,27(25):3 685－3 693.

〔35〕 谢虹. 青藏高原蒸散发及其对气候变化的响应(1970—2010)〔D〕. 兰州:兰州大学,2012.〔Xie Hong. Evapotranspiration and Its Response to Climate Change over the Tibetan Plateau〔D〕. Lanzhou:Lanzhou University,2012.〕

Change and Attribution of Reference Evapotranspiration over the Tibetan Plateau during the Period of 1971－2014

WANG Bu-wei[1,2], ZHANG Xue-qin[1]

(1. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100101, *China*;
2. *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *China*)

Abstract: It is indispensable to explore the spatiotemporal variation of reference evapotranspiration over the Tibetan Plateau and its driving factors so as to deepen the understanding of regional hydrological process and its response to climate change. The daily data from 75 meteorological stations over the plateau were utilized to analyze the spatiotemporal change of evapotranspiration based on the modified formula of FAO 56 Penman-Monteith, and the contribution of climatic factors to the variation during the period of 1971－2014 was discussed. The main conclusions are summarized as follows: Annual reference evapotranspiration over the Tibetan Plateau tended to an increase, especially in the region south from 33°N from 1997 to 2014 with an average linear trend of 40.16 mm · $(10a)^{-1}$. It, however, decreased remarkably at the rate of －27.07 mm · $(10a)^{-1}$ from 1971 to 1996, and the dominant climatic factor resulting in the decrease was the reduction of wind speed, especially in Northern Plateau. Reduction of relative humidity played a crucial role in increasing the reference evapotranspiration from 1997 to 2014. In addition, the biggest contribution factor to the seasonal variation of reference evapotranspiration shifted from the reduction of wind speed (from 1971 to 1996) to the decrease of relative humidity (from 1997 to 2014) and the dominant factor to the summer variation of reference evapotranspiration shifted from the increase of relative humidity (from 1971 to 1996) to the increase of annual mean relative sunshine duration (from 1997 to 2014).

Key words: reference evapotranspiration; climatic factor; spatial difference; Tibetan Plateau